ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЗМА СИНЮХИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Н.И. Гусев, А.И. Гусев[1]
Всероссийский геологический институт, г. Санкт-Петербург
[1]Алтайская государственная академия образования, г. Бийск

Введение. Золото-генерирующие рудно-магматических системы в западной части Алтае-Саянского орогена размещаются в пределах Алтае-Минусинского ранне-среднедевонского вулканоплутонического пояса. В этом поясе крупное по запасам (более 50 т золота с учетом извлеченного) и эксплуатируемое в течении 60 лет Синюхинское месторождение содержит золотое оруденение трех морфогенетических типов: золото-медно-скарновое, жильное золото-сульфидно-кварцевое и кварцево-штокверковое золото-малосульфидное. Структура рудного поля обусловлена надинтрузивной позицией заливообразного плаща рудовмещающих алюмосиликатных и карбонатных пород усть-семинской свиты над пологой кровлей Синюхинского массива гранитоидов югалинского комплекса и узлами пересечения дизъюнктивов субширотной и субмеридиональной ориентировок (рис.1). Металлогеническое значение югалинского комплекса определяется формированием в экзоконтактах массивов гранитоидов золото-медно-скарновых месторождений и проявлений: Синюхинского, Оюкского, Кутербушинского. В строении Синюхинского массива выделяется четыре фазы внедрения от габбро до гранитов в гомодромной последовательности (Гусев, 2007). Большая часть массива сложена кварцевыми диоритами.

Скарны в контактах карбонатных и вулканогенных образований усть-семинской свиты среднего кембрия относятся к известковому типу и развиты на удалении от контакта с массивом гранитоидов. Стратиформные залежи скарнов имеют мощность от 1.5 м до нескольких десятков метров, протяженность – от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Рудные тела в скарнах образуют лентовидные и неправильные по форме залежи, рудные столбы и гнёзда. Мощность рудных тел от 1 до 20 м, протяжённость по простиранию от 10 до 400 м, по падению от 5 до 200 м. Вертикальный размах оруденения превышает 2 км. Среднее содержание золота в рудных телах варьирует от 3.9 до 36.7 г/т, меди от 0.5 до 1.8%. Золото-сульфидно-кварцевые рудные тела жильного типа локализуются в сложно сопряженных разрывных дислокациях сдвигового типа, развитых как в вулканогенных породах, так и в гранитоидах. Скарновые и рудные залежи пространственно связаны с разломами и роями даек, по составу варьирующих от долеритов до гранит-порфиров. В штольнях насыщенность дайками местами достигает 60 % пространства.

Несмотря на большое металлогеническое значение возраст Синюхинского массива точно не определен (Гаськов и др., 2010). Для кварцевых диоритов югалинского комплекса в левом борту р. Югала (район руч. Туровитый) U-Pb методом по навеске циркона получено значение возраста с большой величиной погрешности 400 ± 28 млн лет (неопубликованные данные А.Г. Владимирова и др., 2002). Для гранитов Цыганского массива, прорывающих Синюхинский массив, по трем навескам циркона была получена дискордия, верхнее пересечение которой соответствует возрасту 400.3±3.9 млн лет (Владимиров и др., 2002), что давало основание считать возраст Синюхинского массива не моложе раннего девона. При проведении ГСР-50 югалинский комплекс датировался S_2-D_1, в настоящее время принят условный возраст D_{1-2}.

Для решения этой проблемы изучены магматические образования в северо-западной части Синюхинского рудного поля. Гранитоиды Синюхинского массива были опробованы в верховьях Широкого Лога и руч. Русановского. К западу от Широкого Лога были изучены граниты Цыганского массива кызылташского комплекса, прорывающие кварцевые диори-

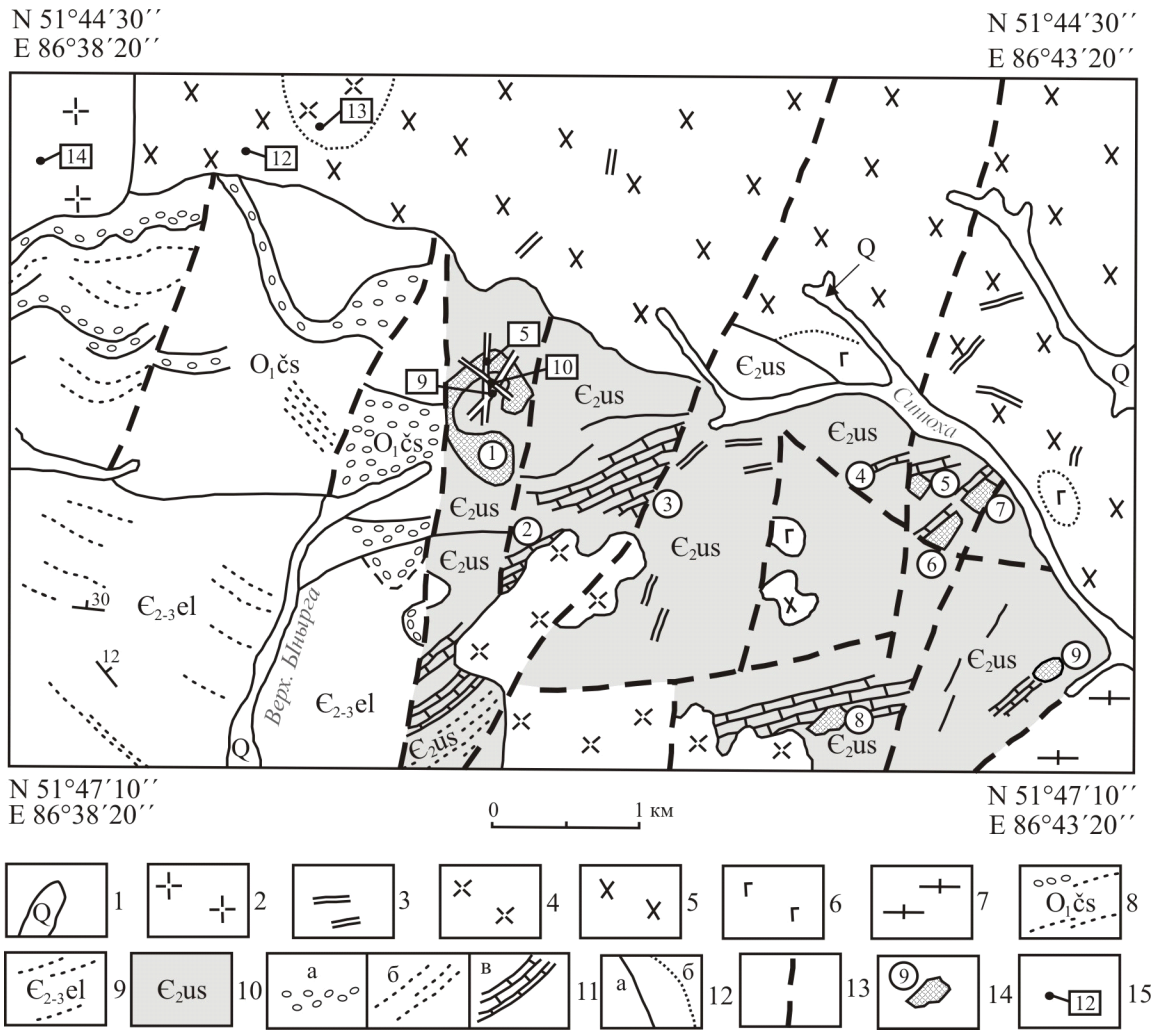

Рис. 1. Геологическая карта Синюхинского рудного поля.

1 – отложения квартера; 2 – граниты Цыганского массива (кызылташский комплекс; D_3); 3 – дайки основного и среднего состава; 4 – 6 синюхинский массив (югалинский комплекс D_1): 4 – гранодиориты, тоналиты III фазы, 5 - диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты II фазы; 6 – габбро I фазы; 7 – плагиограниты саракокшинского комплекса ($Є_2$); 8 – молассоиды чойской свиты (O_1 us); 9 – флишоиды еландинской свиты ($Є_{2-3}$ el), 10 – вулканогенные и осадочные отложения усть-семинской свиты ($Є_2$ us); 11 – литология осадочных отложений: а) конгломераты и гравелиты, б) песчаники и алевролиты; в) известняки; 12 – геологические границы: а) достоверные, б) предполагаемые; 13 – разрывные нарушения; 14 – рудные участки их номера: 1 – Западный, 2 – Ынургинский; 3 – Первый Рудный, 4 – Западно-Фаифановский; 5 – Фаифановский, 6 – Новый, 7 – Нижний, 8 – Тушкенекский, 9 – Горбуновский; 15 – пункты отбора и номера проб изотопного датирования.

ты и гранодиориты Синюхинского массива. В карьере Западного рудного участка были изучены золотоносные скарны и прорывающие их дайки (рис. 1).

Петрографическая и геохимическая характеристики

Плутонические образования. Амфиболовые кварцевые монцодиориты (II фаза Синюхинского массива, пр. 13) имеют состав (в %): Pl_{40} 50, Amp 15, Q 13, Or 12, хлорит 7, эпидот 3, единичные зерна апатита и магнетита.

Биотит-амфиболовые гранодиориты (III фаза Синюхинского массива, пр. 12) розовато-серого цвета средне-крупнозернистые, содержат 10-15% округлых включений (автоли-

ты) темно-зеленого цвета размером 1-3 см, сложенных амфиболовыми габбро. Гранодиориты характеризуются минеральным составом Pl_{33} 45, Q 20, Or 20, Amp 12, хлоритизированный Bt 3, единичные зерна эпидота, сфена, апатита и магнетита.

Сферолитовые лейкогранит-порфиры Цыганского массива (пр. 14) сложены на 80 % радиально-лучистыми сферолоидами полевошпатового состава размером 1-3 мм, включенными в мелкозернистую аплитовую кварц-полевошпатовую массу. В их составе преобладает Q 38%, примерно в равных соотношениях присутствуют Ab_5 32% и Or 28%, встречаются редкие чешуйки мусковита и единичные зерна магнетита и карбоната.

Изученные гранитоиды Синюхинского массива, согласно классификации (Frost, Barnes, 2001) являются магнезиальным (FeNumber 0.52 – 0.60), кальциево-щелочными (индекс MALI от – 0.84 до – 3.15) и метаглиноземистыми (ASI 0.78 – 0.91). Они принадлежат к высокоокисленной магнетитовой серии (Fe203/FeO от 0.88 в кварцевых монцодиоритах до 1.25 в гранодиоритах) с Na-типом щелочности (Na2O/K2O 1.05 – 1.60). Графики распределения микроэлементов в гранодиоритах и кварцевых монцодиоритах ведут себя в основном конформно (рис. 2, а): положительные аномалии отмечаются для Rb, K, Zr, отрицательные – для Ba, Ta, Nb, Ti, P. Противоположные тенденции наблюдаются в поведении Th и U: в кварцевых монцодиоритах они дают положительные аномалии, а в гранодиоритах – отрицательные. В кварцевых монцодиоритах, по сравнению с гранодиоритами, ниже величина УРЗЭ (105 и 112 мкг/г соответственно), более проявлен Eu-минимум (Eu/Eu* 0.72 против 0.85) и больше отношение LaN/YbN (6.07 и 5.39). Спектр распределения РЗЭ кварцевых монцодиоритов располагается ниже гранодиоритового (рис.2, б), что позволяет рассматривать их как продукт более дифференцированного расплава, чем расплав, из которого кристаллизовались гранодиориты.

Сферолитовые лейкогранит-порфиры Цыганского массива являются железистыми (Fe_{Number} 0.98), кальциево-щелочными (MALI 7.93) и плюмазитовыми (ASI 1.12), что свойственно некоторым типам плутонов А-типа (Frost, Barnes, 2001). Отмечаются положительные аномалии Rb, Th, U, K, отрицательные – Ba, и особенно резкие – Sr, P и Ti. Они отличаются более высокой, чем в синюхинских гранитоидах величиной УРЗЭ 147 мкг/г, более резким Eu-минимум (Eu/Eu* 0.29) и положительной аномалией Ce (рис 2, б).

Дайки. В составе дайковой серии Западного рудного участка по полевым наблюдениям и в шлифах выделяется три типа пород. Первый тип представлен дайками визуально темно-зеленых плагиоклаз-порфировых трахидолеритов с вкрапленностью изометричных зерен плагиоклаза (до 30%) и пирита (10%). Основная масса сложена лейстами плагиоклаза в хлоритовом матриксе с обильной вкрапленностью сульфидов, гнездами эпидота и миароловыми пустотами, выполненными кальцитом. Дайки имеют субмеридиональное и ССВ простирание с крутыми углами падения (80°) в западных румбах.

В их зальбандах наблюдается второй тип даек: маломощные (до 10 см) тела темно-коричневых трахиандезит-порфиритов (структура «дайка в дайке») со стекловатым матриксом и густой (до 40%) вкрапленностью плагиоклаза (Pl_{40} 50-55%) с размером зерен не более 0.3 см. Подобные коричневатые андезитоиды образуют самостоятельные дайки СВ простирания и субвертикального падения, сложенные крупновкрапленниковыми трахиандезибазальт- порфиритами с размером выделений андезина до 2 см по длиной оси, составляющими 15-20%. Основная масса состоит из лейст плагиоклаза и буро-зеленой роговой обманки с реликтами клинопироксена. Минеральный состав (%): Pl_{45} 55, Amp 30, Bt 7, Cpx 2, Mgt 2, Ap 1. Вторичные минералы Ep, Chl, Q в сумме составляют 2 - 3 %. Первый и второй типы даек представляют часть антидромной дайковой серии, выделяемой Б.Н.Лузгиным (1993) в Синюхинском рудном поле.

Третий тип представлен маломощными (0.5м) дайками визуально черных афировых микродолеритов (Pl_{45} 45%, Avg 35%, Mgt 5%, Il 5%, Py – 10%), которые, видимо, представ-

ляют «поздние дайки» по Б.Н.Лузгину (1993). В микродолеритах мелкие порфировые выделения, представленные авгитом, наблюдаются только в шлифах. К поздним Б.Н. Лузгин (1993) относит также дайки сферолитовых гранит-порфиров, идентичные изученным нами сферолитовым лейкогранит-порфирам Цыганского массива и охарактеризованные выше.

В сложных базитовых дайках визуально и в шлифах видны резкие различия в степени гидротермально-метасоматических изменений и содержании рудной минерализации. В дайках плагиоклаз-порфировых трахидолеритов сильно проявлены зеленокаменные преобразования: порфировые выделения плагиоклаза (Pl_{60} 50-55%) почти полностью замещены соссюритом и альбитизированы, часто встречаются округлые выделения кальцита, в основной массе, состоящей из лейст соссюритизированного плагиоклаза, интерстиции заполнены хлоритом, эпидотом, кальцитом и вкрапленностью сульфидов. На диаграмме TAS они размещаются в поле трахибазальтов, а в координатах R_1 - R_2 на диаграмме (De la Roche et al.,1980) в поле щелочных базальтов и гаваитов. Нормативный оливин в них составляет 9 –15%, нормативный нефелин 4 – 5%.

Дайки второго типа отличаются хорошей сохранностью порфировых выделений плагиоклаза ($An_{38–43}$), в матриксе стекловатых разновидностей отмечается девитрификация стекла и слабое развитие вторичных минералов. На диаграмме TAS они классифицируются как трахиандезибазальты и трахиандезиты, а на диаграмме (De la Roche et al.,1980) определяется их принадлежность к латитовой серии.

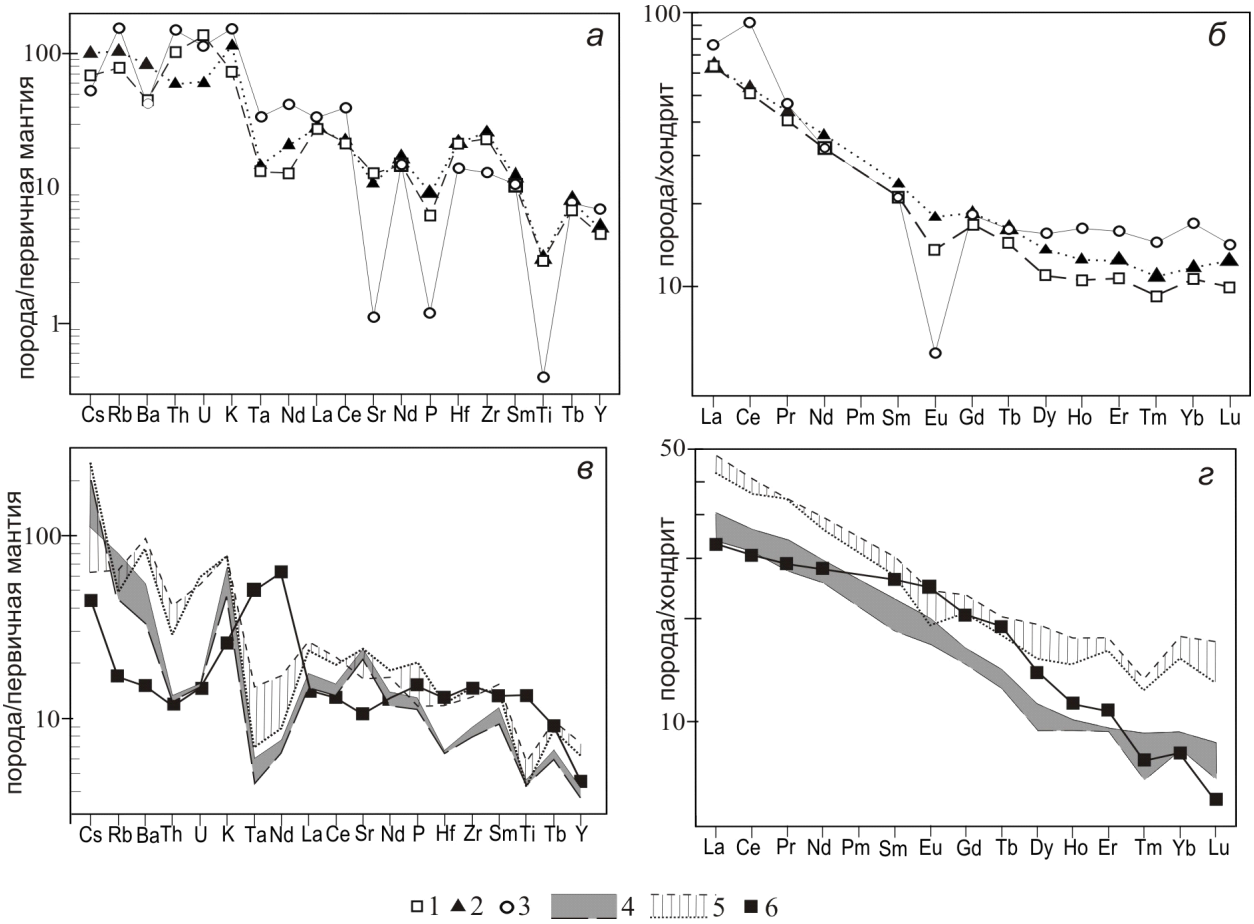

Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы для плутонических образований (а и б) и даек (в, г). **Синюхинский массив: 1 – кварцевые монцодиориты, 2 – гранодиориты; Цыганский массив: 3 – лейкогранит-порфиры; дайки: 4 – трахидолериты, 5 – трахиандезибазальт- и трахиандезит-порфириты; 6 – авгитовые микродолериты. При нормировании использован состав первичной мантии и хондрита по Sun S., McDonough W.F. (1989).**

Дайки авгитовых микродолеритов (третий тип) на диаграммах TAS и R1 – R2 (De la Roche, et al.,1980) классифицируются как базальты, однако на классификационной диаграмме Zr/Ti – Nb/Ti (Pearce, 1996) они определяются как щелочные базальты.

Все дайки основного и среднего состава являются метаглиноземистыми (A/CNK (по Шэнду) 0.63 – 0.83), но различаются по индексу A/NK, который последовательно возрастает от 1.81 – 2.02 в трахидолеритах, до 2.48 в трахиандезибазальтах и трахиандезитах и 2.83 в авгитовых микродолеритах. Дайки трахидолеритов и авгитовых микродолеритов характеризуются наиболее высокой магнезиальностью (mg# 52 – 55), которая значительно ниже в дайках трахиандезибазальтов и трахиандезитов (mg# 35 – 37).

Трахидолериты характеризуются положительными аномалиями Cs, K, Sr и отрицательными Th, U, Ta, Nb, Ti, Hf. Трахиандезибазальт- и трахиандезит-порфириты отличаются от трахидолеритов положительной аномалией Ba и менее выраженными отрицательными аномалиям Th, U, Ta, Nb (рис. 2, в). Трахидолериты характеризуются наиболее низким содержанием РЗЭ (УРЗЭ 71 – 83 мкг/г) и слабоположительными значениями Eu/Eu* 1.02 – 1.04. Дайки трахиандезибазальт- и трахиандезит-порфиритов богаче РЗЭ (УРЗЭ ~ 113 мкг/г), имеют слабый отрицательный Eu-минимум (Eu/Eu*0.81 – 0.92). Графики распределения РЗЭ в этих дайках параллельны и группируются в два обособленных одно над другим поля (рис. 2, г): внизу – трахидолериты (первый тип даек), вверху - трахиандезибазальт- и трахиандезит-порфириты (второй тип).

Дайки авгитовых микродолеритов по микроэлемнтному составу резко отличаются от даек первого и второго типов. Они характеризуются положительными аномалиями Ta, Nb, Ti, P, Zr и отрицательной аномалией Sr, низкой УРЗЭ 77.8 мкг/г, отсутствием Eu-минимума (Eu/Eu* 1.07) и отличным от предыдущих даек выпуклым профилем средних РЗЭ (рис. 2, г).

Геодинамическая интерпретация геохимических данных

Геодинамическая обстановка формирования изученных пород определялась на основании содержания наименее подвижных в процессе вторичных изменений микроэлементов. Гранитоиды Синюхинского массива на диаграммах Дж. Пирс (Pearce et al., 1984) и Н. Харрис (Harris et al., 1986) определяются как граниты вулканических дуг. Лейкогранит-порфиры Цыганского массива на диаграмме Дж. Пирс (Pearce et al., 1984) размещаются в поле внутриплитных гранитоидов или на границе с этим полем, а на диаграмме Н. Харрис (Harris et al., 1986) определяются как постколлизионные граниты. Они имеют повышенные значения отношения Y/Nb 1.29 – 2.24, поэтому на диаграмме для анорогенных гранитов Г.Эби (Eby, 1992) размещаются в поле A_2 – гранитов со смешанными геохимическими характеристиками магм островных дуг и континентальных окраин.

Все базитовые породы даек благодаря высокому содержанию Zr (87 – 166 мкг/г) и отношению Zr/Y (4 – 7.5) на диаграмме Дж. Пирса и М. Норри (Pearce, Norry, 1979) размещаются в поле внутриплитных базальтов. Авгитовые микродолериты и на других диаграммах наиболее однозначно интерпретируются как внутриплитные базальты или внутриплитные щелочные толеиты. Трахидолериты, трахиандезибазальт- и трахиандезит-порфириты даек первого и второго типов на диаграмме М. Мешайд (Meschede, 1986) локализуются в поле внутриплитных толеитов и базальтов океанических дуг, но на других диаграммах (Pearce, Cann, 1973; Wood, 1980; Cabbanis, Lecolle, 1989) они определяются как известково-щелочные базальты островных дуг.

Характеристика циркона и результаты определения возраста пород

В кварцевых монцодиоритах (рис. 3, пр. 13) цирконы представлены однотипными субидиоморфными короткопризматическими и столбчатыми зернами, в КЛ темными, по-

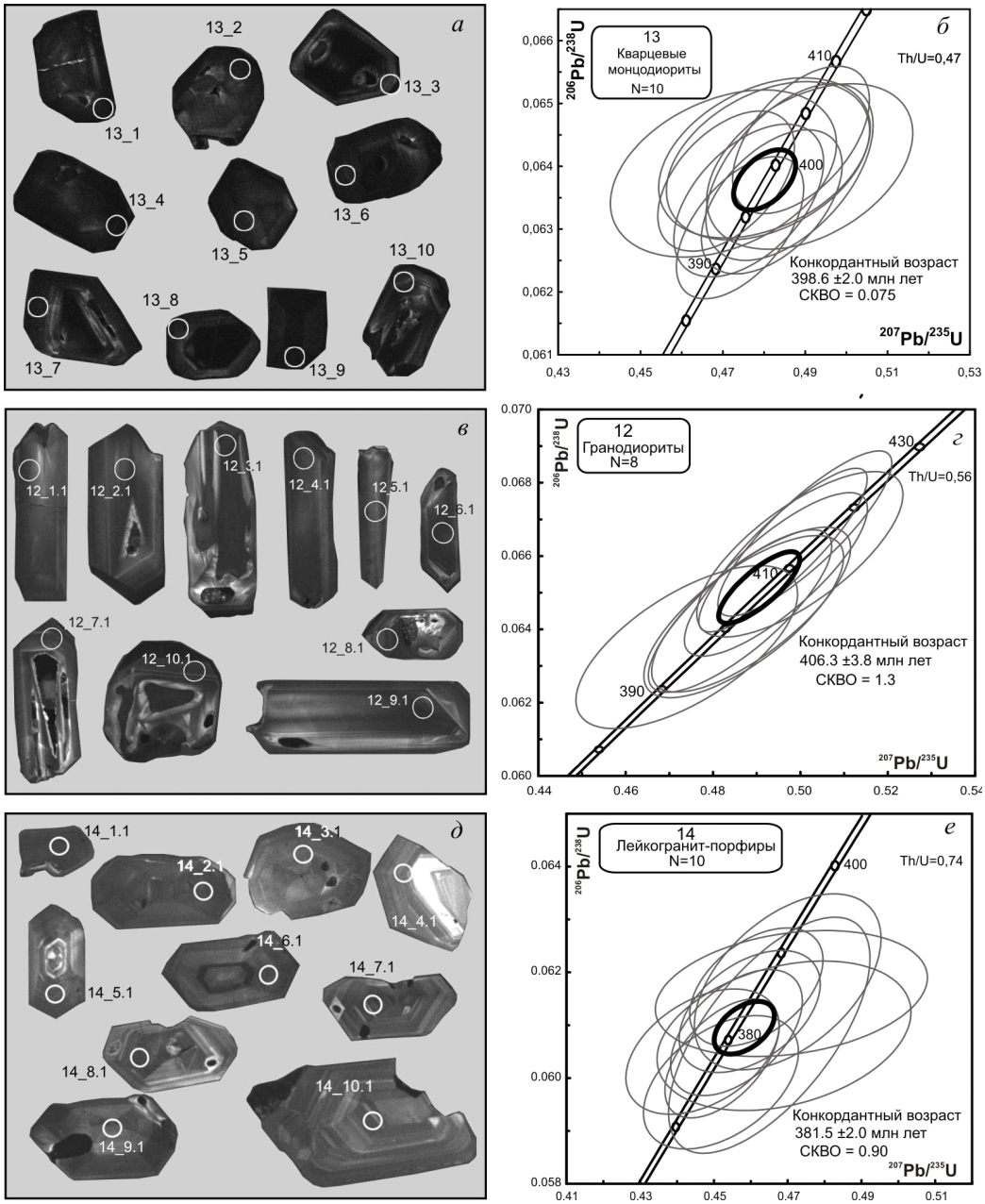

Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения циркона (*а, в, д*) и U-Pb диаграммы с конкордиями (*б, г, е*) для гранитоидов Синюхинского рудного поля

а, б, в, г – Синюхинский интрузив (югалинский комплекс): а, б– кварцевые монцодиориты; в, г – гранодиориты; д, е – лейкогранит-порфиры Цыганского массива (кызылташский комплекс).

чти черными с грубой концентрической зональностью. В цирконе выдержанные высокие содержания: U 605 – 1946 мкг/г, Th 236 –933 мкг/г, Th/U = 0.47. Конкордантное значение возраста 398.6±2.0 млн лет, полученное по 10 измерениям, имеет небольшую величину СКВО 0.075, высокое значение вероятности конкордантности 0.78 и рассматривается как возраст кристаллизации кварцевых монцодиоритов.

Цирконы из гранодиоритов (рис. 3, пр. 12) бесцветные, желтоватые, буроватые или розоватые, субидиоморфные или удлиненно-призматические, удлинение 1.7 – 4. Характерна грубая концентрическая зональность в средней и краевой части кристаллов, центральные части черные с зоной метасоматической перекристаллизации. Содержание U в цирко-

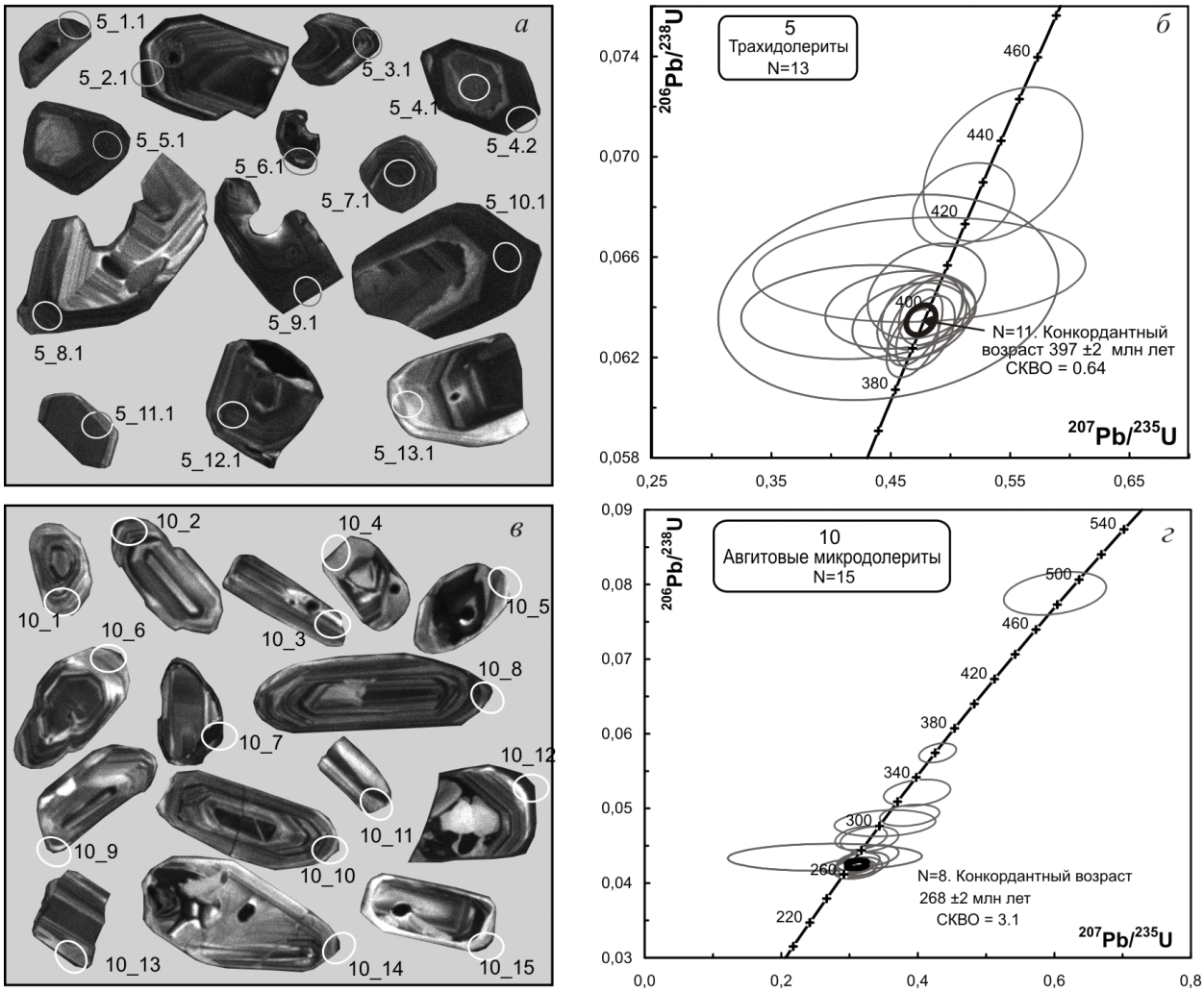

Рис. 4. Катодолюминесцентные изображения циркона (*а, в*) и U-Pb диаграммы с конкордиями (*б, г*) для базитовых даек в Синюхинском рудном поле

а, б – плагиоклаз-порфировые трахидолериты с обильной вкрапленностью сульфидов (пр. 5); в, г – авгитовые микродолериты (пр. 10).

нах сравнительно высокое 450-1566 мкг/г, содержания Th резко колеблются от 51 до 1102 мкг/г, отношением Th/U = 0.04 – 0.84. По петрографическим данным и характеру циркона гранодиориты претерпели гидротермально-метасоматические изменения. Значения возраста колеблются от 441 до 386 млн лет, что связано с присутствием ксеногенного ордовикского циркона и гидротермально-метасоматическими изменениями, нарушившими U-Pb изотопную систему. Исключая крайние значения, конкордантный возраста по 8 измерениям составляет 406±4 млн лет, но характеризуется относительно большим СКВО 1.3 и низкой величиной вероятности конкордантности 0.28.

Циркон из лейкогранит-порфиров (рис.3, пр. 14) представлен желтоватыми короткопризматическими кристаллами, ограненными призмой и дипирамидой. Размер зерен варьирует в широком диапазоне: от 50 до >100 мкм. Кристаллы частично трещиноватые, чаще полупрозрачные, реже прозрачные, содержат значительное количество газово-жидких включений. Магматическая зональность грубая концентрическая и секториальная. Содержание урана и тория в цирконах сравнительно высокое U 417-1758 мкг/г, Th 198 – 1465 мкг/г, отношением Th/U 0.45 – 0.98. Конкордантное значение возраста, полученное по 10 измерениям 381±2 млн лет (СКВО 0.90, вероятность конкордантности 0.34), интерпретируется как время кристаллизации магмы лейкогранит-порфиров Цыганского массива. Ранее по трем

навескам циркона из гранитов Цыганского массива была получена дискордия, верхнее пересечение которой соответствует возрасту 400.3±3.9 млн лет (Владимиров и др., 2002). Это почти на 20 млн лет древнее, чем полученный нами возраст методом SHRIMP II.

Циркон из трахидолеритов представлен обломками крупных зерен и мелкими изометричными зернами с грубой концентрической и секториальной зональностью. Некоторые зерна двухфазные, состоят из светлых ядер и темных оболочек. По13 измерениям выделяется два возрастных кластера, один - из трех измерений, куда попадают ядерные части, дают значения возраста 434 – 409 млн лет. Большинство (11 измерений) краевых частей и оболочек двухфазных зерен дает конкордантый возраст 397±2 млн лет, СКВО 0.64, вероятность конкордантности 0.42. Два измерения, одно из которых по ядру двухфазного зерна, показали значения 424-434 млн лет, которые рассматриваются как возраст ксеногенного циркона.

Циркон из даек авгитовых микродолеритов в целом подобен циркону из трахидолеритов, но присутствует больше зерен с тонкой ритмичной зональностью. Из 15 измерений единичные значения возраста 489 и 360 млн лет вероятно отвечают ксеногенным зернам. Большинство значений находится в диапазоне 308 – 265 млн лет, для которых по 8 измерениям получен конкордантный возраст 268±2 млн лет. Он характеризуется большой величиной СКВО 3,1, низкой вероятностью конкордантности 0.076 и принимается в качестве ориентировочного возраста даек авгитовых микродолеритов.

Интерпретация изотопного состава Nd и Sr

Для магматических образований Синюхинского рудного поля отмечается мантийное происхождение и преобладающий позднерифейский модельный возраст протолита $T(Nd)_{DM}$: гранитоиды Синюхинского массива 0.78 млрд. лет, дайки трахидолеритов и трахиандезибазальтовых порфиритов 0.72 – 0.75 млрд. лет, лейкогранит-порфиры кызылташского комплекса 0.73 млрд. лет. При этом, для гранитоидов Синюхинского массива и близких к ним по времени формирования базитовых даек может предполагаться мантийный магматический источник типа PREMA, слабо обогащенный радиогенным стронцием. Для лейкогранит-порфиров кызылташского комплекса возможен обогащенный ураном мантийный компонент типа HIMU, что подтверждается высокими содержаниями U и Th в цирконе, но не исключен и вынос из пород радиогенного Sr, за счет чего соответствующая им фигуративная точка 14 сильно смещена влево на рис. 5. Раннепермские дайки долеритов, по возрасту соответствующие активизации Таримского плюма, имеют модельный возраст протолита $T(Nd)_{DM}$ существенно древнее (1.9 млрд. лет), а изотопный состав Nd и Sr ближе к параметрам первичной мантии.

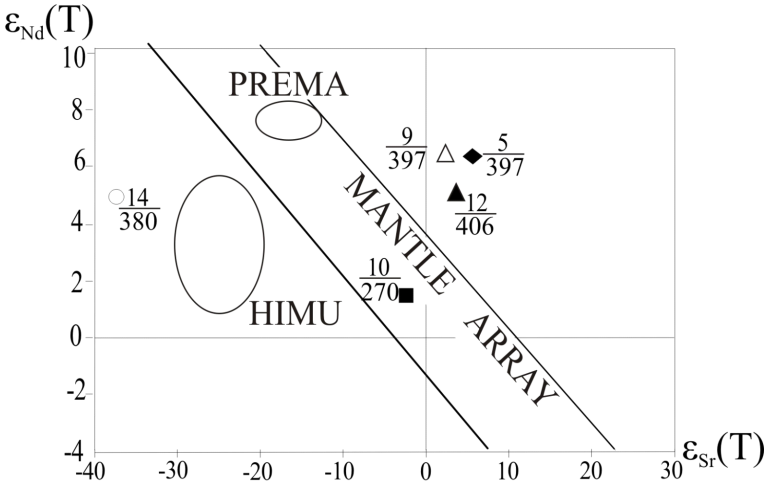

Рис. 5. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T) - \varepsilon_{Sr}(T)$ для интрузивных образований Синюхинского рудного поля.
Числитель – номер пробы, знаменатель U-Pb возраст в млн лет. 5 – 10 – дайки Западного рудного участка: 5 – плагиоклаз-порфировые трахидолериты; 9 – трахиандезибазальтовые порфириты, 10 – авгитовые микродолериты; 12 – биотит-амфиболовые гранодиориты Синюхинского массива (югалинский комплекс); 14 – лейкогранит-порфиры Цыганского массива (кызыташский комплекс) .

Заключение. По прямым и косвенным данным предполагается продолжительный период (около 40 млн лет) магматической деятельности в Синюхинском рудном поле в девоне. В скарнах Западного рудного участка нами установлены цирконы магматического типа с конкордантным возрастом 421±5 млн лет, источником которых не могут быть отложения усть-семинской свиты ($Є_2$). Эти скарны видимо образовались по магматитам начальных стадий формирования Синюхинского массива. Интересно, что для пироксен-гранатовых скарнов получен близкий K-Ar возраст 406-422 млн лет (Лузгин, 1987). Учитывая возраст лейкогранит-порфиров Цыганского массива 381±2 млн лет, присутствующих в виде даек в Синюхинском рудном поле, продолжительность магматизма могла занимать временной интервал 420 – 380 млн лет. Дайки раннепермских авгитовых микродолеритов существенно отличаются от девонских по изотопно-геохимическому составу и фиксируют самостоятельный эпизод тектоно-магматической активизации в регионе, связанный по времени с деятельность Таримского плюма.

Наиболее достоверный возраст 398.6±2.0 млн лет получен для кварцевых монцодиоритов, которые относятся ко II фазе Синюхинского массива. Для гранодиоритов, представляющие III фазу массива, определяется более древний возраст 406 млн лет, но он менее достоверный. Относительно более молодой возраст кварцевых монцодиоритов, учитывая, что по геохимическим данным они продукт более дифференцированного расплава, чем гранодиориты, может объясняться не только большой погрешностью измерений изотопов в цирконах из гранодиоритов, но и антидромным эпизодом в становлении Синюхинского массива, обусловленным поступлением в магматический очаг порции ювенильной базитовой магмы и повлекшим за собой формирование крупномасштабной рудной минерализации. В пользу этого свидетельствует возраст 397±2 млн лет, полученный для трахидолеритов прорывающих скарны – почти такой же как у монцодиоритов второй фазы массива 398.6±2.0 млн лет. Резкие различия в степени вторичных изменений и содержании сульфидной минерализации дают основания интерпретировать дайки сульфидизированных зеленокаменно измененных трахидолеритов (первый тип) в качестве «внутри рудных», а дайки слабо измененных трахиандезит-порфиритов (второй тип) – пострудных.

Литература

Гаськов И.В., Борисенко А.С., Бабич В.В., Наумов Е.А. Стадийность и длительность формирования золоторудной минерализации на медно-скарновых месторождениях (Алтае-Саянская складчатая область) // Геол. и геофиз. 2010. 51. №10. С. 1399-1412.

Гусев А.И. Эталон синюхинского габбро-гранитоидного комплекса (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС. 2007. 208с.

Гусев А.И., Лавинишникова А.В. Петрология и рудоносность кызылташского комплекса // Природные ресурсы Горного Алтая. 2011. №1 (14). С. 51–63.

Лузгин Б.Н. Скарнообразование и калиевый метасоматоз в Синюхинском рудном поле (Горный Алтай)// Изв. АН СССР. Сер геол. 1987. №3. С.24-35.

Лузгин Б.Н. Поздние дайки Синюхинского рудного поля (Горный Алтай) // Известия ВУЗов, геология и разведка. 1993. №5. С. 92–99.

Cabbanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mйlange et / ou de contamination crustale // C.R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. V. 309. P. 2023 – 2029.

De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature // Chem. Geol. 1980. V.29. N 1-4. P. 183–210.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. N 7. P. 641–644.

Frost B. R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for Granitic Rocks // J. Petrology. 2001. 42. N 11. P. 2033-2048.

Harris N. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Geol. Soc. Spec. Pub. 1986. V.19. P. 67-81.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram// Chem. Geol. 1986. V. 56. N 3-4. P. 207–218.

Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V.19. N 2. P. 290–300.

Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. N 1. P. 33–47.

Pearce J. A., Harris N. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks// J. Petrology. 1984. V. 25. N 4. P. 956–983.

Pearce J. A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. 12. P. 79–113.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. N 42. – P. 313-345.

Wood D. A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. N 1. - P. 11–30.